

额尔古纳地块玻乌勒山地区新元古代斜长角闪岩—片麻状花岗岩的成因及其地质意义

杨华本, 刘 玉, 郑吉林, 梁中恺, 王晓勇, 唐雪峰, 苏燕平

YANG Huaben, LIU Yu, ZHENG Jilin, LIANG Zhongkai, WANG Xiaoyong,
TANG Xuefeng, SU Yanping

武警黄金第三支队, 黑龙江 哈尔滨 150086

No.3 Gold Geological Party, CAPF, Harbin 150086, Heilongjiang, China

摘要:对大兴安岭北段额尔古纳地块东南缘玻乌勒山地区新元古代斜长角闪岩和片麻状花岗岩进行了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年和岩石地球化学分析,讨论额尔古纳地块的演化及其与Rodinia超大陆聚合事件的关系。斜长角闪岩的锆石阴极发光图像显示核边结构,获得核部年龄 904 ± 4 Ma和边部年龄 $803\sim886$ Ma;片麻状花岗岩的锆石呈自形-半自形,发育岩浆成因的振荡环带,U-Pb年龄为 915 ± 3 Ma,表明其形成于新元古代。片麻状花岗岩 $\text{SiO}_2=61.85\%\sim67.63\%$, $\text{Mg}^{\#}=36.9\sim47.9$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.21\%\sim9.29\%$, $\text{A/CNK}=0.89\sim1.01$,属于偏铝质系列。岩石富集轻稀土元素和大离子亲石元素,亏损高场强元素Nb、Ta和Ti,具弱的Eu负异常、低的初始Sr比值和正的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,暗示片麻状花岗岩为年轻的初生地壳物质熔融形成。斜长角闪岩贫硅、 $\text{Mg}^{\#}$ 较高,Ni、Cr、Co含量较高,Zr/Hf、Nb/Ta和Th/U值低,具有平坦的稀土元素配分模式,与正常型洋中脊玄武岩相似,具有亏损地慢性质,同时富集大离子亲石元素Rb、Ba、K、Sr和Pb,亏损高场强元素Nb、Ta、Ti等,记录了消减带岩浆作用的信息,表明其为活动大陆边缘经过岛弧岩浆抽提的亏损地慢源区发生重新熔融形成。结合区域上新元古代岩浆事件的纪录,认为额尔古纳地块新元古代早期岩浆事件是Rodinia超大陆聚合事件的响应,后期变质事件可能与Rodinia超大陆裂解有关。

关键词:斜长角闪岩;片麻状花岗岩;额尔古纳地块;新元古代

中图分类号:P534.3;P588.12⁺1 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2017)02/03-0342-15

Yang H B, Liu Y, Zheng J L, Liang Z K, Wang X Y, Tang X F, Su Y P. Petrogenesis and geological significance of Neoproterozoic amphibolite and granite in Bowuleshan area, Erguna massif, Northeast China. Geological Bulletin of China, 2017, 36(2/3):342–356

Abstract: In this paper, the authors discuss LA-ICP-MS zircon U-Pb ages, major and trace element analyses for Neoproterozoic Bowuleshan amphibolite and gneissic granite on the southeastern margin of Erguna massif, northern Da Hinggan Mountains. The purpose is to elucidate the tectonic history of the Erguna massif and its relationship to the assemblage of the Rodinia supercontinent. Zircons collected from amphibolite exhibit core-rim structure in CL images, the U-Pb dating yielded the age of 904 ± 4 Ma for magmatic core and $889\sim915$ Ma for metamorphic rim. Zircons collected from gneissic granite are euhedral-subhedral in form, and display fine-scale oscillatory growth zoning in CL images, implying a magmatic origin. The dating age is 915 ± 3 Ma. Zircon U-Pb dating demonstrates that these rocks were emplaced during the Neoproterozoic. The Neoproterozoic gneissic granite in the Erguna massif has $\text{SiO}_2=61.85\%\sim67.63\%$, $\text{Mg}^{\#}=36.9\sim47.9$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.21\%\sim9.29\%$, and $\text{A/CNK}=0.89\sim1.01$, suggesting metaluminous characteristics. Moreover, the Neoproterozoic granitoids are enriched in LREEs and LILEs, and depleted in HREEs and high field strength elements (HFSEs, Nb, Ta, and Ti), with Eu negative anomalies ($\delta \text{Eu}=0.77\sim0.80$) and low initial Sr isotope ratios and positive values

收稿日期:2015-12-09;修订日期:2016-07-01

资助项目:中国地质调查局项目《黑龙江1:5万碧州公社、大乌苏、玻乌勒山、沙兰山幅区域地质矿产调查》(编号:1212011220666)

作者简介:杨华本(1986-),男,硕士,工程师,从事区域地质调查工作。E-mail: yanghuaben@163.com

for the $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ value (3.52), which implies that their primary magmas were derived from partial melting of an original crust. In contrast, the Neoproterozoic amphibolite has low SiO₂ (45.22%~49.16%), relatively high Mg[#], high Ni, Cr, low Zr/Hf, Nb/Ta and Th/U ratios, and Co content. The flat REE patterns are analogous to features of N-type MORB from the depleted mantle source, but are characterized by enrichment of LILEs (Rb, Ba, K, Sr and Pb) and depletion of HFSEs such as Nb, Ta and Ti; it records magmatic processes of subduction zone, and indicates that amphibolite was derived from partial melting of depleted mantle wedge with igneous activity in continental arcs, on the active continental margin. On such a basis, in combination with the regional characteristics of Neoproterozoic magmatic events, the authors have reached the conclusion that the Early Neoproterozoic magmatic events of the Erguna massif occurred in the context of the assembly of the Rodinia supercontinent, and later metamorphic events might correspond to the breakup of the Rodinia supercontinent.

Key words: amphibolite; gneissic granite; Erguna massif; Neoproterozoic

大兴安岭北部额尔古纳地块大地构造位置上处于兴蒙造山带东段,是夹于西伯利亚板块和华北板块之间的众多微陆块之一(图1)。额尔古纳地块以“兴华渡口群”前寒武纪变质岩系为结晶基底^[1~3],其时代曾定为古一中元古代^[4~5]。近年的区域地质调查对原划分的兴华渡口岩群进行了重新厘定,并划分出表壳岩和变质深成侵入岩。通过锆石U-Pb同位素定年,揭示额尔古纳地块东南侧出露的兴华渡口岩群形成于新元古代^[6]。变质深成侵入岩与兴华渡口岩群共同遭受了变质变形改造,两者共同构成额尔古纳地块和兴安地块的结晶基底^[7]。本次研究发现,在富西里、玻乌勒山等地区,兴华渡口群呈断(岩)块状,与新元古代侵入岩相伴产出,在局部地区发现兴华渡口群呈捕虏体产于新元古代侵入岩中(图1)。因此,对新元古代侵入岩的研究对探讨大兴安岭北部额尔古纳地块的基底时代和性质,以及本区早期的地质演化具有重要意义。本文对大兴安岭北段玻乌勒山地区的斜长角闪岩-片麻状花岗岩进行了锆石U-Pb定年和岩石地球化学分析,进一步确认了该区新元古代岩浆事件的存在,为该地块早前寒武纪地壳形成演化研究提供了年代学证据。

1 地质背景及岩性特征

研究区位于额尔古纳地块的南缘,南边临近兴安地块,出露的地层有兴华渡口群、志留系—奥陶系大乌苏杂岩和中生代火山岩系。岩浆岩有前寒武纪片麻状花岗岩-斜长角闪岩、古生代二长花岗岩和中生代二长花岗岩。片麻状花岗岩和斜长角闪岩体分布于玻乌勒山红旗沟一带,北部被古生代和中生代侵入岩侵入,东、西两侧被中生代火山岩覆盖,岩体北部为斜长角闪岩,南部为片麻状花岗岩,两者接触关系模糊不清。斜长角闪岩体出露面

积为4.37km²,片麻状花岗岩体出露面积11.77km²。斜长角闪岩与片麻状花岗岩与兴华渡口群相伴产出,并且三者片麻理方向一致,表明其片麻状构造为后期构造事件所致。

斜长角闪岩新鲜面呈黑绿色,中-细粒柱状变晶结构,块状构造、片麻状构造。主要矿物组成为斜长石(20%~50%)、角闪石(40%~60%)、辉石(0~10%)、石英(<5%),斜长石为中-拉长石,部分样品为更-中长石,呈半自形-他形板状、粒状,部分钠长石化,少数可见聚片双晶,部分与角闪石相间定向分布。角闪石为普通角闪石,具深绿色-浅黄绿色-浅黄色多色性,具绿帘石化,局部定向分布。个别角闪石及黑云母中嵌有浑圆状辉石残留。辉石为普通辉石,半自形柱状、柱粒状,具有弱的无色-淡黄色多色性。副矿物为锆石、榍石等。

片麻状花岗岩新鲜面呈灰色、杂灰肉红色,片麻状构造、条带状构造和条纹状构造,片状粒状变晶结构、花岗结构。矿物成分主要由钾长石(10%~30%)、斜长石(20%~60%)、石英(15%~30%)、黑云母(5%~15%)组成。钾长石为正长石,部分为微斜长石,半自形-他形板状、板粒状。斜长石为更-中长石,半自形板状、板粒状,微弱绢云母化且较混浊。石英为他形粒状,以粒状集合体的形式存在。黑云母呈半自形-不规则片状,褐绿色-浅绿色多色性显著,均具不同程度的绿泥石次变,并析出铁质,以片状集合体断续定向分布。副矿物为绿帘石、褐帘石、锆石、榍石、磁铁矿等。

2 测试方法

样品全岩主量、微量元素和Sr-Nd同位素分析均在河北省区域地质矿产调查研究所完成。其中主量元素采用熔片法X-射线荧光光谱法(XRF)测

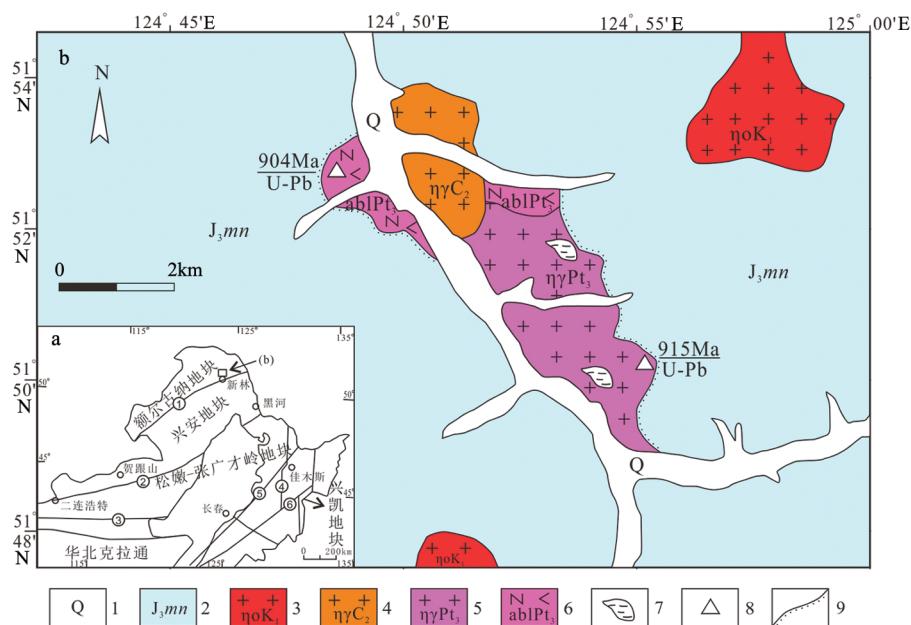


图1 中国东北地区构造简图(a)及大兴安岭玻乌勒山地区地质简图(b)

(图a据参考文献[1],图b据参考文献①②修改)

Fig.1 Tectonic sketch map of NE China (a) and geological sketch map of Bowuleshan area, Da Hinggan Mountains(b)

1—第四系;2—上侏罗统玛尼吐组;3—早白垩世石英二长岩;4—晚石炭世二长花岗岩;5—新元古代(片麻状)

二长花岗岩;6—新元古代斜长角闪岩;7—兴华渡口群捕虏体;8—采样位置;9—角度不整合界线。

①—喜桂图-塔源断裂;②—贺根山-黑河断裂;③—索伦-西拉木伦-长春缝合带;

④—嘉荫-牡丹江断裂;⑤—伊通-依兰断裂;⑥—敦化-密山断裂

定,分析误差优于2%~3%;微量元素和稀土元素用Teflon熔样罐进行熔样,然后采用Finnigan MAT公司生产的双聚焦高分辨等离子体质谱仪ICP-MS进行测定,分析误差优于10%。测年样品在河北省区域地

质矿产调查研究所进行粉碎,并用浮选和电磁选法进行分选,在双目镜下选出晶形较好的锆石,然后将锆石粘贴在环氧树脂表面,打磨抛光后露出锆石的表面,制成样靶。对测试样靶中的锆石进

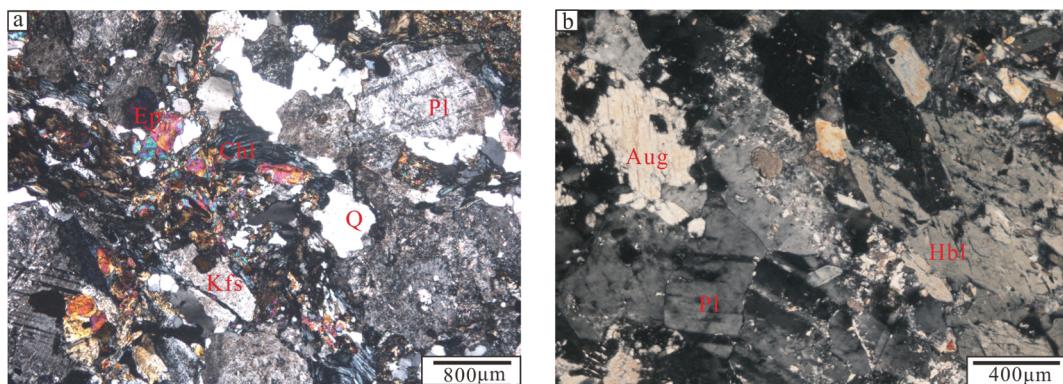


图2 大兴安岭玻乌勒山片麻状花岗岩(a)和斜长角闪岩(b)显微照片

Fig. 2 Textures of the Bowuleshan gneissic granite (a) and

amphibolite (b) from Da Hinggan Mountains

Pl—斜长石;Kfs—钾长石;Q—石英;Hbl—普通角闪石;

Aug—普通辉石;Chl—绿泥石;Ep—绿帘石

行透射光、反射光和阴极发光(CL)照相,采用LA-MC-ICP-MS仪器对锆石进行U-Pb测年分析。

锆石U-Pb分析在天津地质矿产研究所同位素实验室LA-MC-ICP-MS仪器上完成,利用193nm激光器对锆石进行剥蚀,采用的激光剥蚀的斑束直径为35 μm,激光能量密度为13~14 J/cm²,频率为8~10Hz,激光剥蚀物质以氦气为载气送入Neptune,利用动态变焦扩大色散可以同时接收质量数相差很大的U-Pb同位素,从而进行锆石U-Pb同位素原位测定。采用TEMORA作为外部锆石年龄标准。利用NIST610玻璃标样作为外标计算锆石样品的Pb、U、Th含量。样品信号采集时间为60s(其中20s为空白的测定)。对分析数据的离线处理采用软件ICPMsDataCal^[8~9]和Isoplot程序完成,详细的数据处理方法见参考文献[8,10]。

3 分析结果

3.1 锆石U-Pb年代学

本次对玻乌勒山片麻状花岗质岩体和斜长角闪岩体的2件样品进行了锆石U-Pb定年(表1)。片麻状花岗岩(SPM4TC07)样品采自玻乌勒山红旗沟,地理坐标为北纬51°50.034'、东经124°56.083'。用于分析测试的锆石均呈自形,无色透明,多呈短柱状,少数呈长柱状,长50~300 μm,长宽比2:1~1:1,部分可达3:1,锆石明显发育振荡环带结构(图3-a),多数分析点Th/U值大于0.3,表明其为岩浆结晶锆石。有少量变质成因锆石,由于普通铅含量较高,

并未测得有效数据,因此分析点主要选择具有明显振荡环带的区域。该样品总共测试了49个分析点,个别分析点偏离谐和曲线。谐和线上48个分析点的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄集中在908~927Ma之间,年龄加权平均值为915±3Ma(MSWD=0.15)(图4-a),代表岩石的形成年龄。

斜长角闪岩(HQG)样品采自红旗沟,地理坐标为北纬51°52.936'、东经124°51.364'。矿物组合为角闪石(50%)+斜长石(48%)+辉石(2%)。多数锆石具有核边结构,核部可见振荡环带,发育变质增生边,部分锆石为无核边结构的变质锆石。锆石多呈浑圆状,少数呈短柱状,大小为80~130 μm(图3-b)。锆石样品总共分析了42个测点,30个分析点选择在核部或具有明显振荡环带的区域,12个分析点选择在边部变质增生边及无核边结构的变质锆石上,多数锆石的Th/U值小于0.1,部分具有较高的Th/U值(达0.3)。除个别测点偏离谐和线外,绝大多数测点落在谐和线上及其附近,²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄主要集中在889~915Ma之间,核部29个分析点的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄加权平均值为904±4Ma(MSWD=0.54)(图4-b),代表岩石的形成年龄,1个测点²⁰⁷Pb/²³⁵U年龄为1183±79Ma,为捕获的老锆石;增生边和变质锆石年龄主要在803~886Ma之间,可能代表了后期的多次变质事件,同时其Th/U值较低。

3.2 地球化学特征

3.2.1 主量元素

斜长角闪岩SiO₂含量变化范围较小(45.22%~

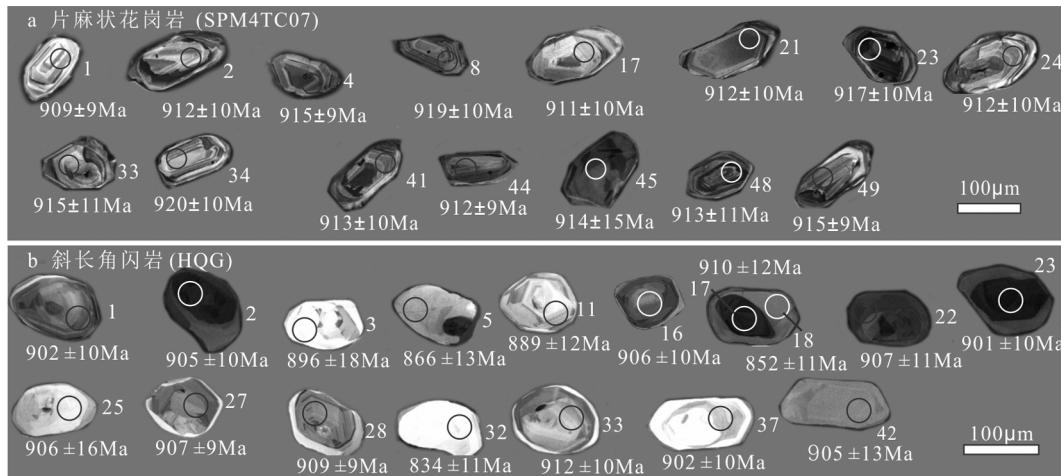


图3 玻乌勒山片麻状花岗岩(a)和斜长角闪岩(b)代表性锆石CL图像

Fig. 3 Representative CL images for zircons from the Bowuleshan gneissic granite (a) and amphibolite (b)

表1 玻乌勒山片麻状花岗岩和斜长角闪岩的LA-ICP-MS锆石U-Th-Pb同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb data of the Bowuleshan gneissic granite and meta-gabbro

分析点	元素含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						年龄/Ma			
	Pb	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
				测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ
SPM4TC07, 片麻状花岗岩, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为915±3Ma, MSWD=0.15; 北纬51°50.034'、东经124°56.083'													
1	10	61	0.719	0.1515	0.0016	1.446	0.043	0.0693	0.0021	909	9	908	27
2	8	48	0.455	0.1519	0.0017	1.453	0.062	0.0694	0.0029	912	10	911	39
3	26	155	0.656	0.1519	0.0015	1.454	0.02	0.0694	0.0009	912	9	911	13
4	12	68	0.611	0.1524	0.0016	1.456	0.03	0.0693	0.0014	915	9	913	19
5	32	164	1.337	0.1529	0.0017	1.451	0.019	0.0689	0.0008	917	10	911	12
6	15	95	0.521	0.1524	0.0017	1.46	0.029	0.0695	0.0014	915	10	914	18
7	12	77	0.259	0.1529	0.0023	1.458	0.035	0.0692	0.0016	917	14	914	22
8	15	85	0.892	0.1533	0.0016	1.473	0.026	0.0697	0.0012	919	10	920	16
9	17	98	0.708	0.1524	0.0015	1.47	0.03	0.07	0.0014	915	9	918	19
10	11	66	0.66	0.1547	0.0018	1.488	0.04	0.0698	0.0017	927	11	926	25
11	35	198	0.915	0.154	0.0017	1.49	0.017	0.0702	0.0007	924	10	926	11
12	14	90	0.559	0.1536	0.0016	1.477	0.025	0.0698	0.0011	921	10	921	16
13	15	89	0.668	0.153	0.0016	1.467	0.023	0.0696	0.001	918	10	917	14
14	14	86	0.788	0.1517	0.0015	1.463	0.025	0.0699	0.0012	911	9	915	16
15	18	108	0.737	0.1519	0.0016	1.466	0.024	0.07	0.0011	912	10	917	16
16	8	51	0.699	0.1517	0.0016	1.452	0.053	0.0694	0.0024	910	9	911	33
17	7	48	0.407	0.1519	0.0016	1.454	0.07	0.0695	0.0033	911	10	912	44
18	10	61	0.608	0.153	0.0016	1.473	0.053	0.0699	0.0025	918	9	920	34
19	11	66	0.609	0.1512	0.0015	1.455	0.055	0.0698	0.0026	908	9	912	35
20	21	141	0.168	0.1515	0.0018	1.469	0.024	0.0703	0.0009	910	11	918	15
21	12	75	0.559	0.1519	0.0016	1.474	0.035	0.0704	0.0017	912	10	920	22
22	12	83	0.14	0.1529	0.0019	1.469	0.032	0.0697	0.0014	917	11	918	20
23	16	100	0.457	0.1529	0.0016	1.482	0.028	0.0703	0.0013	917	10	923	18
24	10	65	0.459	0.1519	0.0016	1.475	0.058	0.0704	0.0027	912	10	920	36
25	51	339	0.258	0.1529	0.0015	1.468	0.016	0.0697	0.0007	917	9	918	10
26	8	47	0.49	0.1533	0.0016	1.474	0.079	0.0697	0.0037	920	10	920	49
27	8	47	0.54	0.1524	0.0016	1.459	0.062	0.0694	0.0029	915	10	914	39
28	15	93	0.548	0.1518	0.0018	1.47	0.025	0.0702	0.0011	911	11	918	16
29	15	93	0.688	0.1527	0.0015	1.463	0.028	0.0695	0.0013	916	9	915	18
30	11	70	0.552	0.1525	0.0016	1.465	0.03	0.0697	0.0014	915	9	916	19
31	15	94	0.538	0.1523	0.0017	1.46	0.025	0.0695	0.0011	914	10	914	16
32	28	199	0.027	0.1517	0.0016	1.45	0.023	0.0693	0.0009	910	10	910	15
33	5	32	0.416	0.1526	0.0018	1.453	0.065	0.0691	0.0031	915	11	911	41
34	8	50	0.612	0.1534	0.0017	1.468	0.046	0.0695	0.0022	920	10	918	29
35	13	83	0.456	0.1528	0.0015	1.471	0.03	0.0699	0.0014	917	9	919	19
36	15	98	0.489	0.1526	0.0017	1.461	0.023	0.0695	0.0011	915	10	915	15
37	37	232	0.53	0.1518	0.0018	1.455	0.018	0.0695	0.0006	911	11	912	12
38	19	135	0.012	0.1529	0.0016	1.48	0.024	0.0702	0.001	917	10	923	15

续表1-1

分析点	元素含量/ 10^{-6}				同位素比值						年 龄/Ma			
	Th/U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			
	Pb	U	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ
SPM4TC07, 片麻状花岗岩, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $915 \pm 3\text{ Ma}$, MSWD=0.15; 北纬 $51^{\circ}50.034'$ 、东经 $124^{\circ}56.083'$														
39	5	44	0.01	0.1329	0.0014	1.332	0.064	0.0727	0.0034	805	9	860	41	
40	71	385	1.427	0.1524	0.0016	1.472	0.014	0.0701	0.0005	914	10	919	9	
41	12	75	0.433	0.1522	0.0017	1.459	0.032	0.0695	0.0016	913	10	914	20	
42	34	220	0.364	0.1525	0.0019	1.468	0.019	0.0698	0.0006	915	11	917	12	
43	17	103	0.769	0.1517	0.0015	1.45	0.022	0.0694	0.001	910	9	910	14	
44	18	108	0.781	0.152	0.0016	1.465	0.021	0.0699	0.001	912	9	916	13	
45	27	168	0.464	0.1523	0.0025	1.473	0.027	0.0702	0.0008	914	15	919	17	
46	8	58	0.013	0.1521	0.0016	1.503	0.069	0.0717	0.0032	913	10	932	43	
47	15	100	0.417	0.1526	0.0016	1.464	0.022	0.0696	0.0009	916	10	916	14	
48	15	94	0.617	0.1521	0.0018	1.457	0.027	0.0695	0.0012	913	11	913	17	
49	93	575	0.562	0.1524	0.0016	1.461	0.014	0.0695	0.0005	915	9	915	9	
HQG, 斜长角闪岩, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $904 \pm 4\text{ Ma}$, MSWD=0.54; 北纬 $51^{\circ}52.936'$ 、东经 $124^{\circ}51.364'$														
1	14	103	0.015	0.1501	0.0016	1.434	0.026	0.0692	0.0012	902	10	903	17	
2	37	266	0.006	0.1507	0.0016	1.442	0.021	0.0694	0.0009	905	10	907	13	
3	3	18	0.198	0.1491	0.003	1.423	0.186	0.0692	0.0095	896	18	899	117	
4	1	8	0.129	0.1521	0.0027	1.465	0.252	0.0698	0.0137	913	16	916	158	
5	2	13	0.061	0.1437	0.0022	1.349	0.196	0.0681	0.0104	866	13	867	126	
6	13	107	0.025	0.1327	0.0016	1.204	0.036	0.0658	0.0019	803	9	803	24	
7	7	50	0.122	0.1513	0.0016	1.451	0.038	0.0696	0.0017	908	9	910	24	
8	1	10	0.111	0.1515	0.0027	1.46	0.218	0.0699	0.0109	909	16	914	137	
9	10	70	0.085	0.1502	0.002	1.439	0.045	0.0695	0.0018	902	12	906	28	
10	4	32	0.035	0.1421	0.0015	1.333	0.065	0.0681	0.0033	857	9	860	42	
11	2	12	0.112	0.1478	0.0021	1.405	0.161	0.069	0.0082	889	12	891	103	
12	32	224	0.059	0.1515	0.0023	1.46	0.033	0.07	0.0011	909	14	914	21	
13	3	14	0.051	0.1823	0.0029	3.947	0.249	0.157	0.0098	1080	17	1623	103	
14	18	131	0.013	0.15	0.0017	1.424	0.023	0.0689	0.001	901	10	899	15	
15	2	12	0.068	0.1375	0.002	1.278	0.142	0.0674	0.0076	830	12	836	93	
16	29	204	0.316	0.1509	0.0016	1.435	0.022	0.069	0.0009	906	10	904	14	
17	6	45	0.052	0.1516	0.0019	1.461	0.05	0.0699	0.0024	910	12	915	31	
18	2	18	0.054	0.1414	0.0018	1.329	0.101	0.0682	0.0052	852	11	858	65	
19	2	11	0.062	0.1545	0.0023	1.504	0.179	0.0706	0.0084	926	14	932	111	
20	12	87	0.041	0.1503	0.002	1.427	0.033	0.0689	0.0014	903	12	900	21	
21	17	130	0.019	0.1379	0.0015	1.267	0.021	0.0666	0.001	833	9	831	14	
22	32	228	0.004	0.151	0.0018	1.435	0.022	0.0689	0.0009	907	11	904	14	
23	25	177	0.011	0.15	0.0017	1.433	0.023	0.0693	0.001	901	10	903	15	
25	2	13	0.073	0.1509	0.0027	1.444	0.23	0.0695	0.0114	906	16	908	145	
26	44	320	0.063	0.1463	0.0015	1.373	0.019	0.0681	0.0009	880	9	877	13	
27	16	113	0.034	0.1511	0.0015	1.453	0.028	0.0698	0.0013	907	9	911	18	
28	14	101	0.01	0.1514	0.0016	1.458	0.029	0.0698	0.0013	909	9	913	18	
29	2	15	0.081	0.1518	0.002	1.465	0.138	0.07	0.0066	911	12	916	87	
30	2	11	0.118	0.1593	0.0024	1.57	0.167	0.0715	0.0077	953	15	959	102	

续表1-2

分析点	元素含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Pb	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			
	测值	1 σ		测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ	测值	1 σ
HQG, 斜长角闪岩, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 $904 \pm 4\text{ Ma}$, MSWD=0.54; 北纬 $51^{\circ}52.936'$, 东经 $124^{\circ}51.364'$															
31	12	87	0.007	0.1488	0.0015	1.418	0.036	0.0692	0.0017	894	9	897	23		
32	3	18	0.11	0.1381	0.0018	1.279	0.1	0.0672	0.0051	834	11	837	66		
33	9	66	0.013	0.1521	0.0017	1.47	0.034	0.0702	0.0016	912	10	918	22		
34	12	88	0.096	0.1474	0.0016	1.398	0.032	0.0688	0.0016	886	10	888	21		
35	3	20	0.046	0.1525	0.002	1.462	0.092	0.0696	0.0044	915	12	915	58		
36	2	12	0.077	0.1479	0.0021	1.403	0.162	0.0688	0.0082	889	13	891	103		
37	5	38	0.037	0.1501	0.0016	1.433	0.05	0.0693	0.0024	902	10	903	32		
38	2	11	0.139	0.1516	0.0023	1.462	0.188	0.07	0.0092	910	14	915	118		
39	3	14	0.075	0.2001	0.0024	2.204	0.148	0.0799	0.0054	1176	14	1183	79		
40	5	33	0.04	0.1508	0.0022	1.441	0.074	0.0693	0.0032	905	13	906	47		
41	10	70	0.018	0.1483	0.0017	1.42	0.03	0.0695	0.0013	891	10	898	19		
42	2	10	0.167	0.1507	0.0023	1.451	0.185	0.0699	0.0093	905	14	911	116		

49.16%), 具富 Mg ($\text{MgO}=6.34\% \sim 10.00\%$)、贫碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}=2.15\% \sim 3.40\%$) 和高钛 ($\text{TiO}_2=0.75\% \sim 1.57\%$) 的特征, 为亚碱性系列(图5); $\sigma=1.52 \sim 2.68$, 平均值为 1.91, 为钙碱性系列; $\text{Mg}^{\#}$ 为 50.1~63.8, 固结指数 SI 为 30.4~43.8, 接近原始玄武岩浆(约 40), 表明其分离结晶程度较低。具有较高的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值(2个样品高达 5.3、5.5, 另外2个样品为 1.2、1.5), 显示钠质钙碱性岩浆岩的特征。

酸性端元片麻状花岗岩 SiO_2 含量为 61.85%~67.63%, 全碱含量变化较大 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}=4.21\% \sim 9.29\%$), 在 TAS 图上投入花岗岩-石英二长岩和花岗闪长岩区域(图 5-a)。由于岩石有蚀变, 岩石定名以镜下实际矿物含量为准, 其矿物含量相当于二长花岗岩。 K_2O 含量变化较大 (0.46%~4.73%)。具有低 Mg ($\text{MgO}=1.40\% \sim 1.88\%$)、低 Ti ($\text{TiO}_2=0.62\% \sim 0.72\%$) 的特征, $\sigma=0.72 \sim 4.58$, 平均为 2.33, 铝饱和指数 A/CNK=0.89~1.01, 属于偏铝质钙碱性系列; $\text{Mg}^{\#}$ 值为 36.9~47.9。

3.2.2 微量和稀土元素

斜长角闪岩 Ni、Cr、Co 含量较高 ($\text{Ni}=32.3 \times 10^{-6} \sim 114 \times 10^{-6}$, $\text{Cr}=112 \times 10^{-6} \sim 442 \times 10^{-6}$, $\text{Co}=37.3 \times 10^{-6} \sim 51.8 \times 10^{-6}$), 稀土元素总量低 ($\Sigma \text{REE}=37.36 \times 10^{-6} \sim 85.75 \times 10^{-6}$)。在球粒陨石标准化稀土元素配分图上, 显示出较平坦的配分模式, 轻、重稀土元素分异较弱(图 6-a), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.90 \sim 1.40$, 平均值为 1.15,

重稀土元素(HREE)分异程度轻微, 有轻微的正 Eu 异常 ($\delta \text{Eu}=1.14 \sim 1.29$)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 除大离子亲石元素 Sr、K、Rb、Ba 和 Pb 明显富集外, 其余元素含量类似于或略低于 N-MORB (正常型洋中脊玄武岩), 且与 N-MORB 曲线平行(图 6-b), 说明斜长角闪岩来源于类似 N-MORB 的亏损地幔源区。不同程度亏损高场强元素 Th、Nb、Ti、P。斜长角闪岩中 2 个样品为 Ti 轻微负异常, 2 个样品为轻微正异常, 可能与其含榍石有关。

大乌苏片麻状花岗岩具有较低的稀土元素总量 ($\Sigma \text{REE}=142.23 \times 10^{-6} \sim 155.82 \times 10^{-6}$), 轻、重稀土元素比值 (LREE/HREE) 主要为 5.02~5.75 (样品 Pm4TC07 为 1.41), 轻稀土元素相对于重稀土元素富集, 有 1 个样品(PM4TC07)重稀土元素含量明显高于其他样品, 与较多褐帘石、绿帘石等副矿物有关, 推测为后期蚀变过程中外来物质的交换造成的。稀土元素配分曲线显示轻稀土元素明显右倾(图 6-c), 具有较弱的负 Eu 异常 ($\delta \text{Eu}=0.77 \sim 0.80$)、轻、重稀土元素分馏特征较明显 ($\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}=2.57 \sim 13.58$, 平均值为 8.17)。以明显亏损 P、Ti、Nb、Ta, 富集 Rb、Ba、Pb、K 为特征(图 6-d)。

4 讨论

4.1 原岩恢复

斜长角闪岩在原岩恢复图解(图 7-a)中均落入

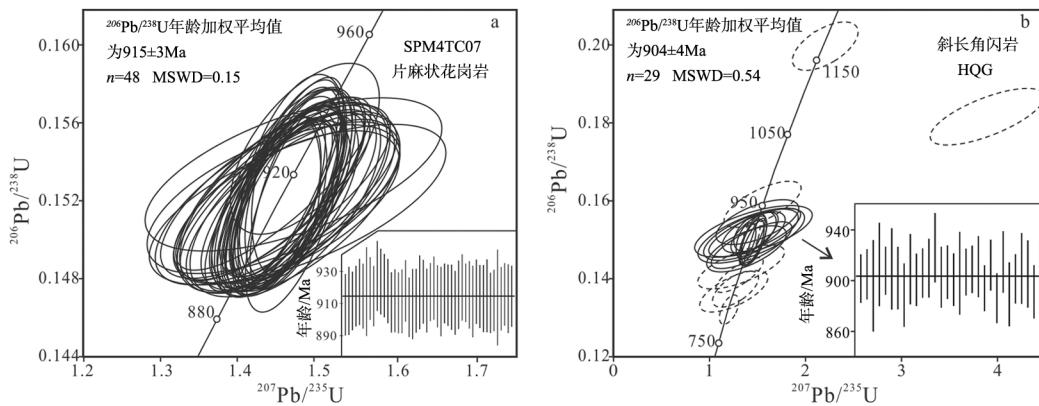


图4 玻乌勒山片麻状花岗岩(a)和斜长角闪岩(b)锆石U-Pb年龄谐和图

Fig. 4 U-Pb concordia diagrams of zircons from Bowuleshan
gneissic granite (a) and amphibolites (b)

火成岩区域,说明原岩属正变质岩。在TAS图(图5-a)上为亚碱性辉长岩/玄武岩,在Nb/Y-SiO₂图解(图7-c)中仍为亚碱性玄武岩,原岩应为玄武岩。在判别热液蚀变程度的AI-CCPI图解中(图7-d),左下方为区域成岩蚀变,右上方为热液蚀变,中间方框为弱蚀变区域,样品点基本落入中间方框弱热液蚀变区域及上方,其REE不活跃,高场强元素Th、Nb、Ta、Zr等一般不活动^[18],说明斜长角闪岩的以上元素组分特征可反映原岩成分。

4.2 岩浆来源及成因

4.2.1 斜长角闪岩岩浆源区及成因

本区斜长角闪岩贫Si、富Mg(6.34%~10.00%),Cr含量较低(112×10^{-6} ~ 442×10^{-6}),暗示原始岩浆受到地壳混染比例较小,可能由分离结晶作用引起。Cr含量较低,指示原始岩浆过程中发生了尖晶石、斜方辉石、单斜辉石、石榴子石等矿物相的分离结晶。 $Mg^{\#}$ 值较高(54.1~67.5),反映原始岩浆具幔源原生玄武岩浆特征,在上升过程中经历的结晶分异

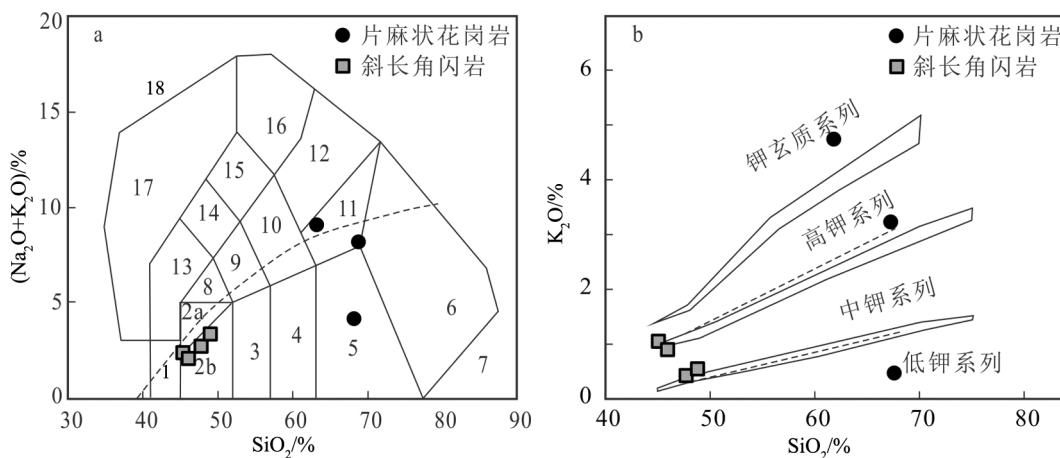
图5 玻乌勒山片麻状花岗岩与斜长角闪岩TAS图^[11](a)和SiO₂-K₂O图^[12](b)

Fig. 5 Diagrams of TAS (a) and SiO₂-K₂O(b) from the

Bowuleshan gneissic granite and amphibolite

1—橄榄辉长岩;2a—碱性辉长岩;2b—亚碱性辉长岩;3—辉长闪长岩;4—闪长岩;5—花岗闪长岩;
6—花岗岩;7—硅英岩;8—二长辉长岩;9—二长闪长岩;10—二长岩;11—石英二长岩;12—正长岩;
13—副长石辉长岩;14—副长石二长闪长岩;15—副长石二长正长岩;16—副长
正长岩;17—副长深成岩;18—霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

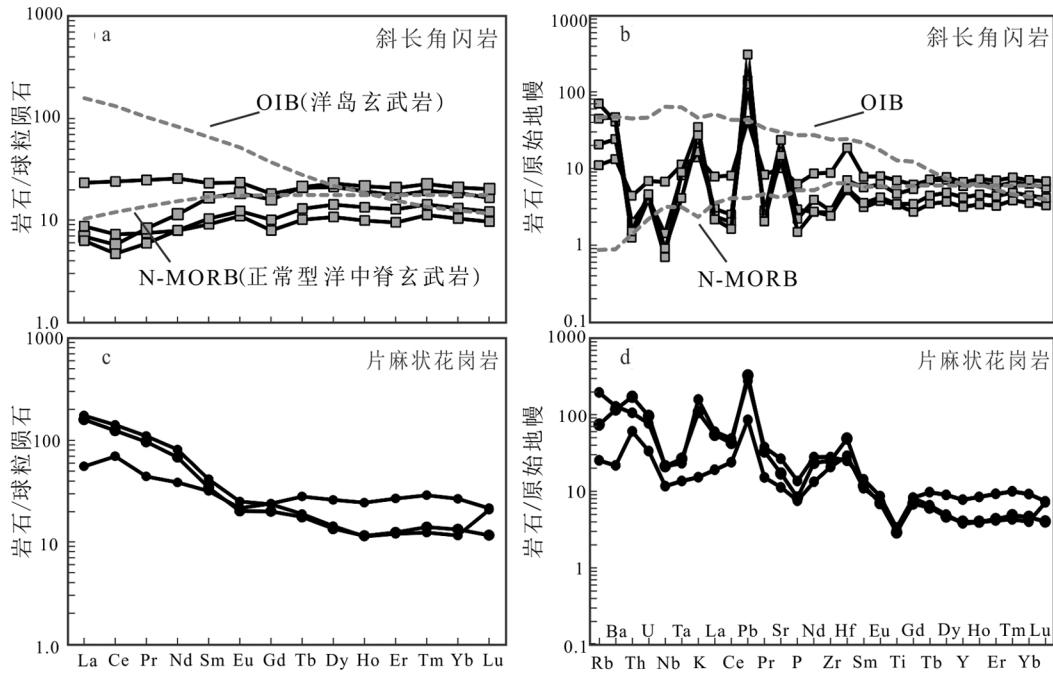


图6 玻乌勒山斜长角闪岩-片麻状花岗岩球粒陨石标准化稀土元素曲线(a、c)

及原始地幔标准化微量元素蛛网图(b、d)(球粒陨石标准化值、原始地幔

标准化值、OIB 及 N-MORB 据参考文献[13])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b, d) of the Bowuleshan amphibolite and gneissic granite

程度较低。固结指数SI为30.4~43.8,表明其分离结晶的程度较低。

本区斜长角闪岩明显亏损Th、Nb、Zr,相对富集U、Ta、Hf、Nb与Ta,具很低的Zr/Hf、Nb/Ta和Th/U值。明显亏损Nb,但没有亏损Ta和Ti,说明这些元素的亏损虽然在岩石形成时受俯冲流体改造影响,但更可能与源区性质有关。Zr-Hf、Nb-Ta等元素组具有同样的价态(如Nb和Ta为 5^+ ,Zr和Hf为 4^+)和几乎相近的离子半径(如, $R_{Nb}/R_{Ta}=1.000$;在配位数为6、7、8、和12时, $R_{Zr}/R_{Hf}=1.006\sim1.026$)^[19],因而具有相同的地球化学性质。一般认为,在岩浆部分熔融及结晶过程中不发生分异,其比值接近于球粒陨石值的比值(约36.30和17.57)。但是,近年的研究表明,这2个元素组比值在一些岩石中确实有明显变化。Niu等^[20-21]在东太平洋脊一侧的MORB(洋中脊玄武岩)型海山玄武岩中发现其比值有明显的变化,如Zr/Hf=25~50和Nb/Ta=9~18。熔融形成MORB熔融残留的深海橄榄岩,其Zr/Hf(2.5~335)和Nb/Ta(1~170)值具有巨大的变

化^[22]。由于原子质量的差异,Zr-Hf和Nb-Ta(包括Th-U等)的分异现象被解释为质量相关的分异(mass-dependent fractionation)^[21,23]。而关于深海橄榄岩的成因,虽然存在较大的争议,但主流观点认为其与MORB为地幔部分熔融的2个端元,代表了对流地幔部分熔融后的残留体^[22,24]。玻乌勒山斜长角闪岩极低的Zr/Hf、Nb/Ta和Th/U值记录了其源区具有类似MORB环境的特征,加之其球粒陨石标准化配分图上平坦的配分模式和类似于N-MORB的微量元素特征,表明斜长角闪岩原岩浆来源于亏损地幔。

斜长角闪岩样品明显富集大离子亲石元素(LILE)Sr、K、Rb、Ba和Pb,显示出消减带岩浆的特征。俯冲洋壳脱水,产生富集LILEs的流体进入上覆的地幔楔,发生交代作用,使地幔楔岩石部分熔融,形成消减带岩浆岩^[25-26]。另外,从斜长角闪岩的稀土元素配分模式图可见,负Ce异常较弱-无异常,说明Ce含量在岩体中受变质作用影响较小。俯冲板片来源的流体的Ce/Pb值可以低于0.1^[27],本文Ce/Pb

表2 玻乌勒山片麻状花岗岩与斜长角闪岩主量、微量元素和Sr-Nd同位素分析结果

Table 2 Major, trace elements, REE and Sr-Nd isotopic compositions
for Bowuleshan gneissic granite and amphibolite

样号	PM5TC			PM4TC			PM5TC			样号	PM5TC			PM4TC			PM5TC		
	3-1	07	04	PM25TC9	HQG1	HQG3	HQG4	3-1	07	04	PM25TC9	HQG1	HQG3	HQG4	3-1	07	04		
岩性	片麻状花岗岩			斜长角闪岩						岩性	片麻状花岗岩			斜长角闪岩					
SiO ₂	61.85	67.63	67.3	47.85	49.16	45.22	46.02	Yb	1.96	4.49	2.25	3.2	1.8	3.59	2.26				
Al ₂ O ₃	16.86	13.59	15.42	13.8	15.63	15.08	14.68	Lu	0.52	0.54	0.29	0.43	0.25	0.52	0.31				
TiO ₂	0.72	0.68	0.62	1.57	0.75	1.05	0.77	Li	16.66	7.91	10.86	7.91	23.3	38.8	24.4				
Fe ₂ O ₃	3.1	2.67	1.56	4.12	4.64	4.41	4.52	Be	2.95	2.36	2.14	0.52	0.57	0.35	0.48				
FeO	1.46	3.09	1.84	9.13	6.44	6.39	5.58	Sc	8.06	20.21	5.28	44.2	45.4	47.6	33.9				
CaO	2.85	4.77	1.94	10.99	10.39	11.98	13.54	V	61.6	64.5	53.9	335	338	313	221				
MgO	1.4	1.88	1.33	7.22	6.34	10	9.56	Cr	8.6	20.3	8.8	337	112	353	442				
K ₂ O	4.73	0.46	3.22	0.44	0.52	1.09	0.85	Co	9.2	15.8	6.9	47.3	41.6	51.8	37.3				
Na ₂ O	4.55	3.76	4.93	2.33	2.88	1.35	1.3	Ni	4.3	7.9	7.2	54.7	32.3	121	114				
MnO	0.101	0.119	0.08	0.216	0.24	0.161	0.165	Ga	20.27	17.94	20.38	18.2	22.5	19.3	15.9				
P ₂ O ₅	0.294	0.162	0.179	0.141	0.065	0.049	0.033	Rb	123.3	15.9	46.8	7.25	13.6	46.9	29.6				
LOI	1.83	1.11	1.35	2.03	2.8	3.02	2.78	Sr	555.8	234.9	357.2	220	518	273	324				
总和	99.76	99.91	99.79	99.84	99.86	99.81	99.8	Zr	311.3	230.3	278.7	102	30.6	32.3	27.7				
FeO ^r	4.25	5.49	3.25	12.84	10.62	10.36	9.65	Nb	15.07	8.25	15.06	4.95	1.03	0.51	0.66				
A/CNK	0.95	0.89	1.02	0.57	0.65	0.6	0.53	Mo	0.17	0.2	0.26	0.4	0.24	0.37	0.3				
Mg [#]	36.9	37.8	42.3	50.1	51.5	63.2	63.8	Ba	893.8	150.6	810.5	96.5	176	300	341				
SI	9.15	15.8	10.4	31.1	30.4	43	43.8	Hf	7.65	8.9	14.94	5.99	1.65	2.24	1.74				
Rb/Sr	0.22	0.07	0.13	0.03	0.03	0.17	0.09	Ta	0.94	0.55	1.08	0.48	0.34	0.38	0.17				
σ	4.58	0.72	2.74	1.58	1.88	2.68	1.52	Pb	19.8	6	23.1	3.12	10.6	9.4	23.2				
Y	17.15	34.93	18.03	27.8	14.8	31.2	19.7	Th	8.93	5.11	14.52	0.38	0.17	0.11	0.13				
La	41.01	13.01	37.35	5.57	2.11	1.68	1.53	U	1.6	0.7	2.01	0.15	0.087	0.086	0.1				
Ce	85.77	42.25	75.29	14.8	4.55	3.62	2.95	Cl	44.7	93	63.8	57.9	37	79.9	51.9				
Pr	10.33	4.15	9.07	2.38	0.73	0.81	0.58	F	530	290	408	412	360	564	480				
Nd	37.47	17.84	31.55	12.1	3.77	5.45	3.8	ΣREE	214	142.24	191.42	85.75	37.36	65.83	43.05				
Sm	6.29	4.82	5.2	3.57	1.42	2.59	1.62	LREE/HREE	5.75	1.41	5.02	0.87	0.55	0.3	0.35				
Eu	1.44	1.24	1.16	1.38	0.65	1.08	0.73	(La/Yb) _N	8.38	2.57	13.58	1.4	0.9	0.35	0.52				
Gd	4.8	4.87	4.08	3.79	1.66	3.32	2.11	δEu	0.8	0.78	0.77	1.14	1.29	1.13	1.2				
Tb	0.7	1.04	0.66	0.79	0.39	0.8	0.49	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704774									
Dy	3.62	6.55	3.42	5.43	2.78	5.89	3.67	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)		0.703387									
Ho	0.64	1.37	0.65	1.1	0.57	1.23	0.77	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512657									
Er	1.98	4.4	2.05	2.94	1.61	3.47	2.16	ε _{Nd} (915Ma)		3.52									
Tm	0.31	0.73	0.36	0.5	0.29	0.58	0.37	T _{DME} (Ga)		1.28									

注:A/CNK=(Al₂O₃)/(CaO+K₂O+Na₂O);Mg[#]=100×Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺+Fe³⁺);δ Eu=Eu_N/[(Gd_N+Sm_N)/2];“_N”表示相对于球粒陨石标准化值;固结指数(SI)=MgO×100/(MgO+FeO+F₂O₃+Na₂O+K₂O);主量元素含量单位为%,微量元素和稀土元素含量为10⁻⁶

值为0.12~4.7,远低于N-MORB的Ce/Pb值(25)^[13],证明有俯冲板片来源的流体加入到软流圈地幔中。可以认为,斜长角闪岩微量元素富集的特征主要与俯冲板片来源的流体/熔体交代作用有

关。此外,不相容元素La-Ta-Th-Sm等在地幔物质部分熔融过程中只有微小变化,可用来指示源区特征^[28]。研究表明,来自深部地幔物质的岩浆具有低的La/Ta值(一般为8~15),而受到岩石圈地幔混

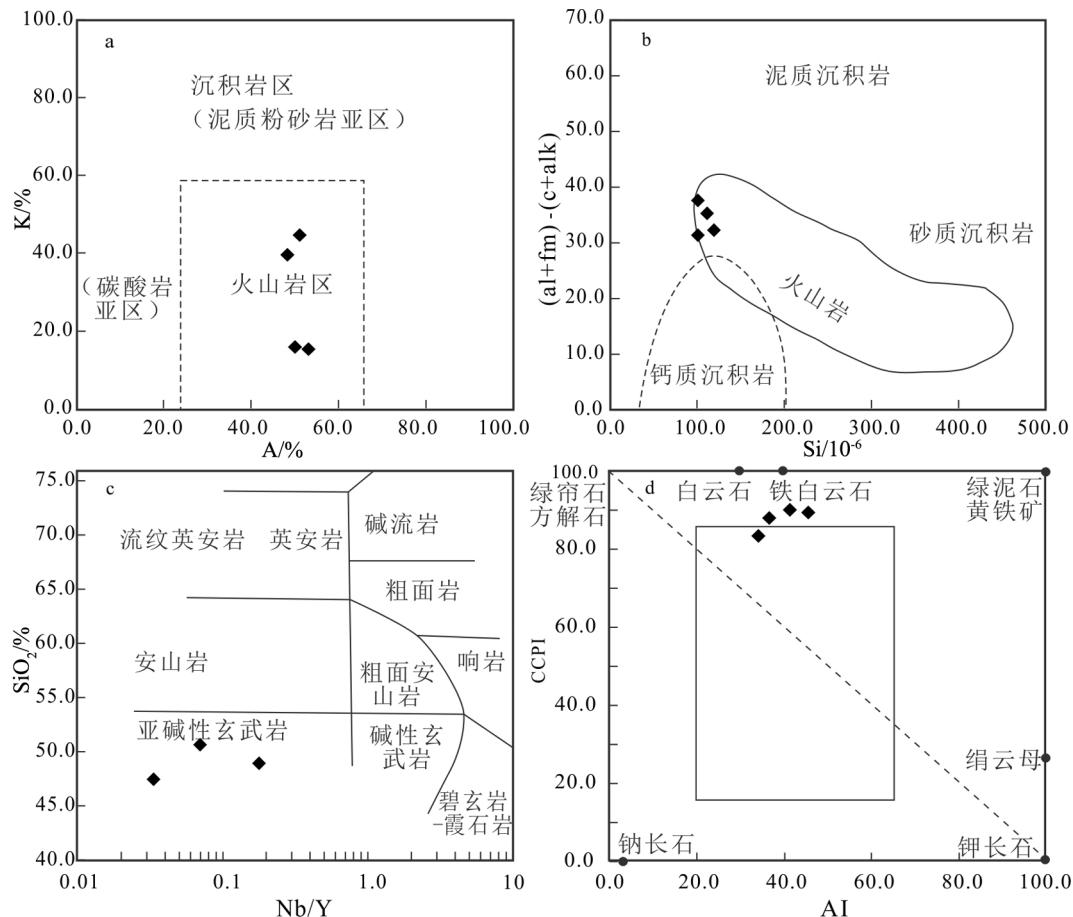


图7 玻乌勒山斜长角闪岩A-K相关图解(a)^[14]、Si-((al+fm)-(c+alk))图解(b)^[15]、
Nb/Y-SiO₂图解(c)^[16]和AI-CCPI图解(d)^[17]
(K=100K₂O/(K₂O+Na₂O), A=100Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+K₂O+Na₂O); al, fm, c, alk为尼格里参数,
al=100%×Al₂O₃/Σ, fm=100%×(FeO+2Fe₂O₃+MgO+MnO)/Σ, c=100%×CaO/Σ, alk=100%×
(Na₂O+K₂O)/Σ, Σ=al+fm+c+alk; 绿泥石-碳酸盐-黄铁矿指数CCPI=100(MgO+
FeO)/(MgO+FeO+Na₂O+K₂O), Ishikawa变化指数AI=100(K₂O+MgO)/(K₂O+MgO+Na₂O+CaO))

Fig. 7 The diagram of A-K (a), Si-((al+fm)-(c+alk))(b), Nb/Y-SiO₂ (c)
and AI-CCPI (d) of amphibolite in Bowuleshan

染后该比值将迅速增加(一般大于25),但La/Sm值变化不大,如果混染了地壳物质,则La/Sm值将迅速增高(一般大于5)^[29]。玻乌勒山斜长角闪岩具有低La/Ta值(4.43~11.70)、Th/Ta值(0.29~0.81)(原始地幔Th/Ta=2.3,大陆地壳^[30]Th/Ta=10)和低La/Sm值(0.65~1.56)的特征,表明混染物不可能是上地壳物质,而是与俯冲有关的物质。斜长角闪岩在Zr-Zr/Y图解中主要位于岛弧玄武岩(IAB)区(图8-a),在Ta/Hf-Th/Hf图解中则为N-MORB到E-MORB区(图8-b),斜长角闪岩的微量元素特征部分保留了亏损地幔特征,同时也记录了消减带岩浆作用的

信息,反映了被俯冲改造的岩石圈地幔的地球化学特征。

笔者认为,斜长角闪岩的成因:在消减带板块边缘背景下,洋壳及上覆沉积物在岛弧环境下俯冲脱水,流体上升交代上覆亏损的地幔楔,引起亏损地幔部分熔融,形成稀土元素平坦型甚或亏损型的玄武质岩浆^[33],通过岛弧或弧后盆地喷出,形成既有洋中脊性质也有岛弧性质的玄武质岩石。新元古代期间,额尔古纳地块之下存在亏损地幔,至少在约904Ma之前由扩张开始转化为俯冲消减。

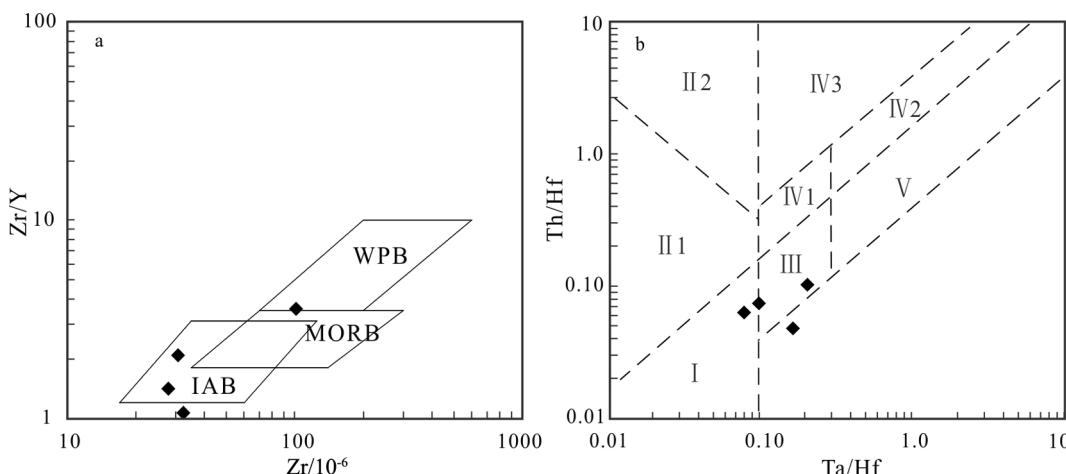


图8 玻乌勒山斜长角闪岩微量元素成分构造判别图

Fig. 8 Trace element discrimination diagram for the tectonic setting of the

amphibolite from the Bowuleshan intrusive rocks

a—Zr—Zr/Y图^[31]; b—Ta/Hf—Th/Hf图^[32]。WPB—板内玄武岩; IAB—岛弧玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩;I—板块发散边缘N—MORB区; II—板块汇聚边缘(II 1—大洋岛弧玄武岩区; II 2—陆缘岛弧及
陆缘火山弧玄武岩区); III—大洋板内洋岛、海山玄武岩区及T—MORB(过渡型地幔)、E—MORB区;

IV—大陆板内(IV 1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV 2—陆内裂谷碱性玄武岩区;

IV 3—大陆拉张带或初始裂谷玄武岩区); V—地幔热柱玄武岩区

4.2.2 片麻状花岗岩岩浆源区及成因

Taylor等^[28,34]认为,地球演化过程中K和Rb不断向上迁移进入硅铝层,所以上地幔越来越亏损K和Rb,Sr主要富集在斜长石中代替Ca,花岗岩的高Rb/Sr值高一方面说明岩浆演化程度很高,另一方面说明源岩可能主要来自地壳。本区片麻状花岗岩Rb/Sr值为0.1~0.22,平均值为0.11,低于整个陆壳的平均值(0.24)^[35]和中国东部上地壳平均值(0.31)^[36],可能说明本区片麻状花岗岩源区演化程度较低。然而,稀土元素总量较低(142.23×10^{-6} ~ 214.00×10^{-6})、(La/Yb)_N平均值为8.17,富集轻稀土元素和较弱的负Eu异常($\delta Eu=0.77\sim0.80$)。岩石学和地球化学特征表明,片麻状花岗岩为钙碱性I型花岗岩,其源区物质应该是先期形成的火成岩。微量元素显示为富集大离子亲石元素Rb、Ba、K和Pb,明显亏损高场强元素P、Ti、Nb、Ta的特征,表明形成于俯冲环境。片麻状花岗岩以 $t=915$ Ma计算,其初始锶比值低($^{87}Sr/^{86}Sr(i)=0.703387$),具有幔源型花岗岩的特征,应为壳幔混源型; $\epsilon_{Nd}(t)$ 为正值(3.52), $\epsilon_{Nd}(t)>0$ 的花岗岩不一定是大陆地壳增生的标志,也可能指示花岗岩浆源自年轻的初生地壳。大兴安岭的花岗岩类,包括中亚-兴蒙造

山带的花岗岩类普遍具有较高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值^[37~38],其成因主要有以下模型:高度分异的幔源岩浆或新生的基性地壳与古老地壳物质混合^[39];新元古代初生地壳深熔形成^[40]。一般认为,由地幔部分熔融直接形成中酸性岩浆的可能性极小^[41]。大乌苏片麻状花岗岩的源区物质应该主要是年轻地壳物质,受幔源岩浆底侵而熔融形成。结合其两阶段Nd模式年龄($T_{DM2}=1.28$ Ga),推测其源区物质主要为中—新元古代期间从亏损地幔增生的地壳物质。

4.3 地质意义

目前关于东北大兴安岭地区显生宙的地质演化问题研究程度较高,但对新元古代等岩浆事件及区域演化的研究相对缺乏。本次研究的斜长角闪岩-片麻状花岗岩岩体位于玻乌勒山地区(图1),1:20万塔源幅区调项目将其划分为华力西期花岗岩质侵入岩,1:25万兴隆幅区调项目将其划分为二叠世侵入岩,未对此岩体进行年代学及岩石地球化学研究。本次研究发现,大乌苏地区岩体由片麻状花岗岩和斜长角闪岩组成,其中片麻状花岗岩形成年龄为 915 ± 3 Ma,斜长角闪岩形成年龄为 904 ± 4 Ma,时代为新元古代而不是前人认为的晚古生代,两者侵入时间接近,是新元古代晋宁期岩浆活动的

产物。区域上,额尔古纳地块分布的新元古代岩浆活动也有不少纪录,如前人获得三道梁花岗岩的 Sm–Nd 等时年龄为 997.3 Ma^[42];1:20 万区域地质调查报告中二十五站花岗岩体的 K–Ar 稀释法年龄为 920.95±32.7 Ma; 武广等^[43]对阿木尔林业局绿林林场的细粒花岗闪长岩和二云母石英片岩进行的 SHRIMP 锆石 U–Pb 定年, 分别获得了 800~900 Ma 的残留锆石年龄和 892 Ma 的变质年龄, 认为研究区确实存在晋宁期的岩浆热事件; 富西里地区获得 815.4±6.2 Ma 锆石 U–Pb 年龄的石英二长闪长岩^[44]; Wu 等^[39]获得多组新元古代花岗质岩石的锆石 U–Pb 年龄, 如满归的碱长花岗岩(927±13 Ma)、齐乾的二长花岗岩(819±6 Ma)、碧水的碱长花岗岩(795±13 Ma)和花岗闪长岩(792±5 Ma)^[45]; 满洲里—额尔古纳地区的黑云二长花岗岩(894±13 Ma 和 880±10 Ma), 地球化学特征为富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素和重稀土元素, 具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(4.3~8.3)和接近于岩石形成年龄的两阶段模式年龄($T_{\text{DM2}}=1.2\sim1.5 \text{ Ga}$)^[46], 与本区片麻状花岗岩一样可能来源于中—新元古代地幔来源的新生地壳物质。

同时代的碎屑锆石在额尔古纳地块新元古代及之后的地层中也有少量记录, 如内蒙古东北部的额尔古纳河群和乌宾敖包组岩浆成因的碎屑锆石出现了~738 Ma、~760 Ma、~792 Ma、~837 Ma、~890 Ma、~964 Ma 和~1050 Ma 的峰值年龄^[47]; 李明^[48]对东北现代河流碎屑锆石 U–Pb 年代学和 Hf 同位素研究认为, 中—新元古代岩浆锆石在现今中国东北地区内部各地表现为零星出现, 亏损地幔模式年龄显示该时期是地壳形成的主要阶段, 中新元古代—早古生代末是从亏损地幔增生到大兴安岭区域地壳事件的最强烈阶段^[49]。

斜长角闪岩具有亏损地幔性质, 同时也记录了消减带岩浆作用的信息, 为活动大陆边缘背景下, 经过岛弧岩浆抽提的亏损地幔源区发生重新熔融形成。在额尔古纳地块, 该时期的岩浆岩和晚期地层的碎屑锆石年龄峰值基本可以对应, 时间上对应于中国新元古代大陆拼合和 Rodinia 超级大陆裂解—碰撞事件^[50~51]。空间关系上, 额尔古纳等中国东北各地块与西伯利亚克拉通具有构造亲缘性, 曾是西伯利亚南缘 Sayang–Baikal 造山带的组成部分^[52], 西伯利亚与波罗的、非洲和南美地

块群位于劳伦大陆^[53], 劳伦大陆则是 Rodinia 超级大陆的中心。同时, 与本区相伴出露的兴华渡口群(韩家园子和新林地区)被识别为一套活动大陆边缘的火山–沉积建造, 构造环境并非稳定的盖层发育阶段^[5]; 本区新元古代早期(915~904 Ma)的岩浆事件处于俯冲消减带的活动大陆边缘构造环境, 笔者认为其是 Rodinia 超大陆聚合事件的响应, 后期变质事件(803~886 Ma)可能与 Rodinia 超大陆裂解有关。

5 结 论

(1) 在大兴安岭北段玻乌勒山地区获得了新元古代岩浆活动纪录的年龄, 斜长角闪岩为 904±4 Ma, 片麻状花岗岩为 915±3 Ma。

(2) 斜长角闪岩具有亏损地幔性质, 同时也记录了消减带岩浆作用的信息, 为活动大陆边缘背景下经过岛弧岩浆抽提的亏损地幔源区发生重新熔融形成; 片麻状花岗岩则为新生地壳物质的熔融形成。

(3) 结合区域上的岩浆活动纪录和后期地层碎屑锆石的特征, 认为新元古代期间额尔古纳地块南缘为活动大陆边缘背景, 915~904 Ma 的岩浆作用是 Rodinia 超大陆聚合事件的响应, 后期变质事件(803~886 Ma)可能与 Rodinia 超大陆裂解有关。

致谢: 吉林大学孙加鹏教授、广州地球化学研究所马强博士、中国地质大学(武汉)平先权博士及审稿专家给予本文建设性意见和重要指导, 在此谨表谢意。

参考文献

- [1]Wu F Y, Zhao G C, Sun D Y, et al. The Hulan Group: Its role in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt of NE China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 30(3/4):542–556.
- [2]任纪舜, 牛宝贵, 刘志刚. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用[J]. 地学前缘, 1999, (3):85–93.
- [3]谢鸣谦. 拼贴板块构造及其驱动机理:中国东北及邻区的大地构造演化[M]. 北京:科学出版社, 2000.
- [4]孙广瑞, 李仰春, 张昱. 额尔古纳地块基底地质构造[J]. 地质与资源, 2002, 11(3):129–139.
- [5]苗来成, 刘敦一, 张福勤, 等. 大兴安岭韩家园子和新林地区兴华渡口群和扎兰屯群锆石 SHRIMP U–Pb 年龄[J]. 科学通报, 2007, 52(5):591–601.
- [6]表尚虎, 郑卫政, 周兴福. 大兴安岭北部锆石 U–Pb 年龄对额尔古纳地块构造归属的制约[J]. 地质学报, 2012, 86(8):1262–1272.
- [7]王洪波, 杨晓平. 大兴安岭北段新一轮国土资源大调查以来的主

- 要基础地质成果与进展[J]. 地质通报, 2013, 32(2/3):525–532.
- [8]Liu Y, Hu Z, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2):34–43.
- [9]Liu Y, Gao S, Hu Z, et al. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt – Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U – Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2010, 51(1/2):392–9.
- [10]Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. Science Bulletin, 2010, 55(15):1535–1546.
- [11]Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37(3/4): 215–224.
- [12]Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. Contributions to mineralogy and petrology, 1976, 58(1): 63–81.
- [13]Sun S S, McDonough W F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes[J]. Geological Society London Special Publications, 1989, 42(1): 313–345.
- [14]周世泰. 恢复变质岩原岩的一种岩石化学方法[J]. 辽宁地质学报, 1981, (1):178–187.
- [15]Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archeansupracrustal rocks in southwestern Finland[J]. Bulletin of the Geological Society of Finland, 1953, 160:1–64.
- [16]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20(4):325–343.
- [17]Large R R. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits[J]. Economic Geology, 2001, 96(5):957–971.
- [18]Maclean W H. Mass change calculations in altered rock series[J]. Mineralium Deposita, 1990, 25(1):44–49.
- [19]Shannon R D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides[J]. Acta Crystallographica Section A, 1976, 32(5):751–767.
- [20]Niu Y, Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1998, 155(1/2):147–147.
- [21]Niu Y, Hékinian R. Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1997, 146(1/2):243–258.
- [22]Niu Y. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and, Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges[J]. Journal of Petrology, 2004, 45(12):2423–2458.
- [23]Niu Y. ChemInform Abstract: Earth Processes Cause Zr-Hf and Nb-Ta Fractionations, but Why and How? [J]. ChemInform, 2012, 43(29):3587–3591.
- [24]Alard O, Luguet A, Pearson N J, et al. In situ Os isotopes in abyssal peridotites bridge the isotopic gap between MORBs and their source mantle[J]. Nature, 2005, 436(7053):1005–8.
- [25]Thompson R N, O'Hara M J. An Assessment of the Relative Roles of Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach [and Discussion][J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical Physical & Engineering Sciences, 1984, 310 (1514):549–590.
- [26]Eiler J M, Crawford A, Elliott T, et al. Oxygen Isotope Geochemistry of Oceanic-Arc Lavas[J]. Journal of Petrology, 2000, 41(2):229–256.
- [27]Chung S L, Wang K L, Crawford A J, et al. High-Mg potassio-clavas[J]. Lithos, 2001, 59(4):153–170.
- [28]Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution, An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks[J]. Journal of Geology, 1985, 94 (4): 632–633.
- [29]Mahoney J J, Coffin M F. Plume/Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Oceanic Flood Basalts: Chemical and Isotopic Constraints[C]//Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union, 2013:335–355.
- [30]Jochum K P, McDonough W F, Palme H, et al. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotitexenoliths[J]. Nature, 1989, 340(6234):548–550.
- [31]Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, 69(1):33–47.
- [32]汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf图解判别[J]. 岩石学报, 2001, 17(3):413–421.
- [33]万渝生, 吴澄宇, 张炳熹. 稀土元素地球化学与玄武质岩石的成因—应用与问题. 岩石圈研究的现代方法.[M] 北京: 原子能出版社, 1997: 215–228.
- [34]Taylor S R, McLennan S M. The chemical composition of the Archaean crust[J]. Geological Society London Special Publications, 1986, 24:173–178.
- [35]Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust[J]. Reviews of Geophysics, 1995, 33(2):293–301.
- [36]高山, 骆庭川, 张本仁, 等. 中国东部地壳的结构和组成[J]. 中国科学: 地球科学, 1999, 29(3):204–213.
- [37]洪大卫, 王式, 谢锡林, 等. 兴蒙造山带正 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长[J]. 地学前缘, 2000(2):441–456.
- [38]Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern

- China[J]. Tectonophysics, 2000, 328(1):89–113.
- [39]Jahn B M, Griffin W L, Windley B. Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia[J]. Tectonophysics, 2000, 328(328):vii – x.
- [40]吴福元, 孙德有. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J]. 岩石学报, 1999, 15(2):181–189.
- [41]Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaegranitoids[J]. Lithos, 1999, 46(3):411–429.
- [42]罗毅, 王正邦, 周德安. 额尔古纳超大型火山热液型铀成矿带地质特征及找矿前景[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 1997(1): 1–10.
- [43]武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义[J]. 科学通报, 2005, 50(20):2278–2288.
- [44]边红业, 吉峰, 表尚虎. 大兴安岭富西里地区赞岐岩-(石英)二长闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 世界地质, 2014, 33(4):768–779.
- [45]Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41(1): 1–30.
- [46]Gou J, Sun D Y, Ren Y S, et al. Petrogenesis and geodynamic setting of Neoproterozoic and Late Paleozoic magmatism in the Manzhouli – Erguna area of Inner Mongolia, China: Geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 67: 114–137.
- [47]张一涵. 内蒙古东北部额尔古纳河群和乌宾敖包组的形成时代与物源:碎屑锆石 U-Pb 年代学证据[D]. 吉林大学硕士学位论文, 2014.
- [48]李明. 中国东北现代河流碎屑锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究及大陆生长与演化[D]. 中国地质大学博士学位论文, 2010.
- [49]陈岳龙, 李大鹏, 刘长征, 等. 大兴安岭的形成与演化历史:来自河漫滩沉积物地球化学及其碎屑锆石 U-Pb 年龄, Hf 同位素组成的证据[J]. 地质学报, 2014, 88(1): 1–14.
- [50]Powell C M, Powell C M. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume[J]. Precambrian Research, 2001, 110(1):1–8.
- [51]郭进京, 张国伟, 陆松年, 等. 中国新元古代大陆拼合与 Rodinia 超大陆[J]. 高校地质学报, 1999(2):148–156.
- [52]周建波, 曾维顺, 曹嘉麟, 等. 中国东北地区的构造格局与演化:从 500Ma 到 180Ma[J]. 吉林大学学报(地), 2012, 42(5):1298–1316.
- [53]Hoffman P F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?[J]. Science, 1991, 252(5011):1409–12.
- ①黑龙江省地质调查研究总院. 黑龙江 1:25 万兴隆幅区域地质调查报告. 2009.
- ②中国人民武装警察部队黄金第三支队. 黑龙江省 1:50000 玻乌勒山等四幅区域地质矿产调查报告. 2015.